

**MINERALOGIA, GEOQUÍMICA E INCLUSÕES FLUIDAS DAS  
MINERALIZAÇÕES FILONIANAS HIDROTERMAIS DE FLUORITA DO  
STOCK MINGU, SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA**

*MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND FLUID INCLUSIONS OF THE HYDROTHERMAL VEIN  
FLUORITE MINERALIZATION'S OF THE MINGU STOCK, SOUTH OF THE BORBOREMA  
PROVINCE*

**Carlos Dinges Marques de Sá, Danilo dos Santos BARRETO,  
Maria de Lourdes da Silva ROSA**

Universidade Federal de Sergipe. Campus São Cristóvão. Avenida Marechal Rondon, S/N – Bairro Rosa Elze. Aracaju – SE.  
E-mails: carlosmarquessa@academico.ufs.br; danilooboista@gmail.com; lrosa@academico.ufs.br

Introdução  
Contexto geológico  
Geologia regional  
Geologia local  
Materiais e métodos  
Resultados  
Cartografia geológica  
Petrografia  
Quartzo monzonito  
Monzogranito  
Biotita monzogranito  
Rochas calciossilicáticas  
Xenólito do Grupo Macururé  
Filões de fluorita  
Química mineral e geoquímica  
Química mineral  
Geoquímica  
Inclusões fluidas  
Petrografia de inclusões fluidas  
Microtermometria  
Discussão  
Conclusões  
Referências

**Resumo** - O Stock Mingu é um granito do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano (SOS), sul da Província da Borborema. As suas mineralizações de fluorita e sulfetos de Cu e Pb foram geradas por processos hidrotermais, evidenciados pelos filões mineralizados e pela cor avermelhada das rochas graníticas que os contém. As rochas do stock são biotita monzogranitos, quartzo monzonites e monzogranitos, os dois últimos encaixantes dos filões. A química destas rochas evidenciou afinidade com a série shoshonítica. No contacto com estes granitos encontra-se a Unidade Batalha constituída por metadolomitos. A mineralogia dos filões é constituída por quartzo 1 e 2, fluorita, calcita, calcopirita, galena e variados carbonatos, óxidos e sulfatos. O estudo de inclusões fluidas revelou que os fluidos circularam a temperaturas no intervalo de 350 °C a 94 °C, ocorrendo as principais fases de deposição dos minerais dos filões em média a 170 °C e 120 °C. São fluidos salinos com salinidades médias entre 5 e 15 wt% NaCl eq., e as temperaturas dos eutéticos indicam provável presença dos cátions bivalentes K, Ca, Mg. Estes fluidos, resultando provavelmente da influência dos metadolomitos da Unidade Batalha sobre fluidos que circulavam pela falha Belo Monte-Jeremoabo, foram os responsáveis pelos processos hidrotermais no Stock Mingu.

**Palavras-chave:** Mineralizações hidrotermais de fluorita. Inclusões fluidas. Sul da Província Borborema. Sistema Orogênico Sergipano.

**Abstract** - The Mingu Stock is a granite from the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System (SOS), south of Borborema Province. Its fluorite and Cu and Pb sulphide mineralizations were generated by hydrothermal processes, evidenced by the mineralized veins and by the reddish color of the granitic rocks that contain them. The rocks in the stock are biotite monzogranites, quartz monzonites and monzogranites, the last two host veins. The chemistry of these rocks showed affinity with the shoshonitic series. In contact with these granites is the Batalha Unit made up of metadolomites. The mineralogy of the veins consists of quartz 1 and 2, fluorite, calcite, chalcopirite, galena and various carbonates, oxides and sulfates. The study of fluid inclusions revealed that the fluids circulated at temperatures ranging from 350 °C to 94 °C, with the main phases of deposition of the vein minerals occurring on average at 170 °C and 120 °C. They are saline fluids with average salinities between 5 and 15 wt% NaCl eq., and the temperatures of the eutectics indicate the probable presence of the bivalent cations K, Ca, Mg. These fluids, probably resulting from the influence of the Batalha Unit's metadolomites on fluids that circulated through the Belo Monte-Jeremoabo fault, were responsible for the hydrothermal processes in Stock Mingu.

**Keywords:** Hydrothermal Fluorite Mineralizations. Fluid Inclusions. Southern Borborema Province. Sergipe Orogenic System.

## INTRODUÇÃO

Filões hidrotermais de fluorita são mencionados em estudos geológicos no Estado de Sergipe (Silva Filho et al., 1977; Braz Filho et al., 1984; Santos et al., 2001), sendo a principal

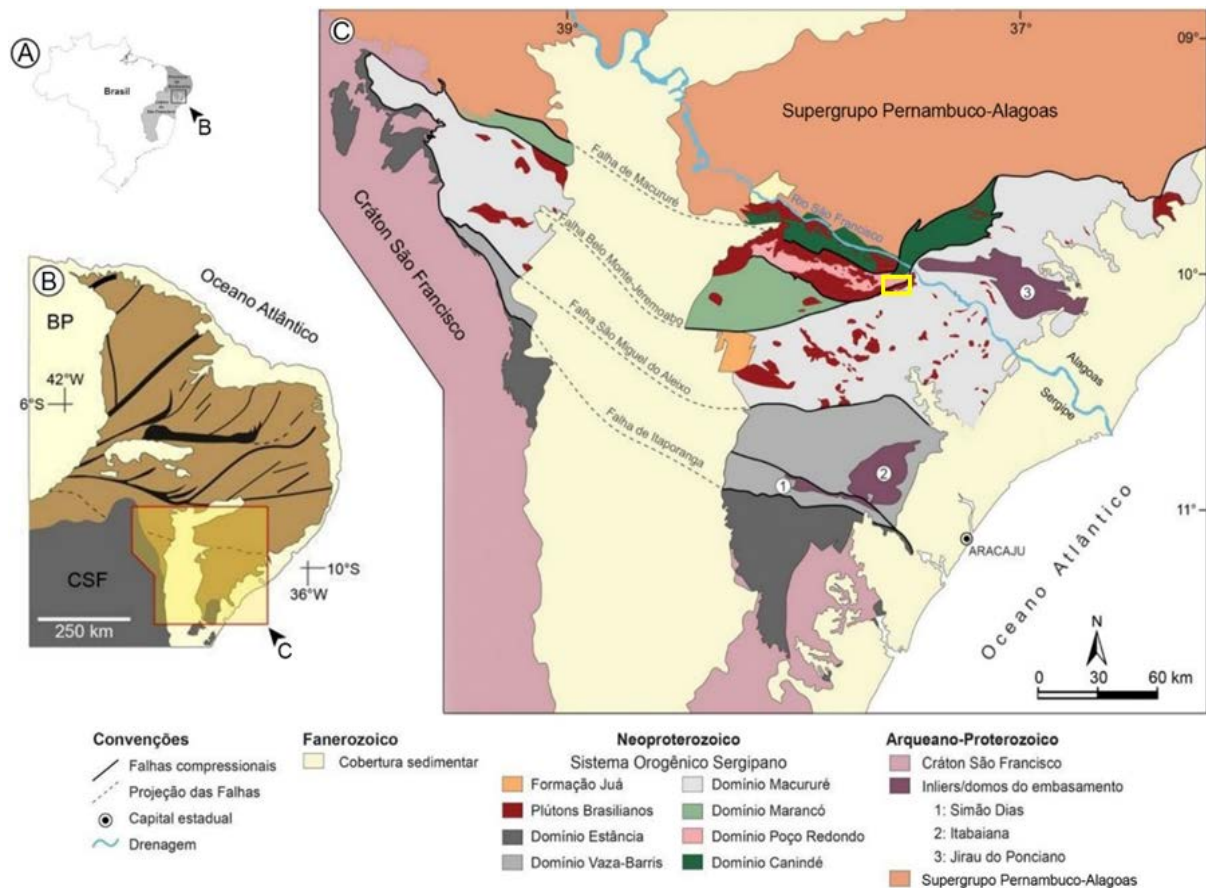
ocorrência a do *Stock* Mingu no Domínio Macururé. O *Stock* Mingu é um *stock* granítico situado no norte do estado de Sergipe intrusivo no Domínio Macururé do Sistema Orogênico Sergipano (SOS), porção sul da Província da Borborema. Apesar dos estudos anteriores (e.g. Santos & Silva Filho, 1975), existem lacunas de dados mineralógicos, químicas e geoconômicos sobre essas mineralizações. As contribuições mais recentes são estudos sobre granitogênese (e.g. Conceição et al., 2017) e o estudo de Barreto (2018) sobre a mineralogia dos filões do *Stock* Mingu. Os geofluidos desempenham papel fundamental na evolução geoquímica e reológica da Terra, sendo responsáveis pela formação de depósitos hidrotermais, além de afetarem significativamente a forma como as rochas se

deformam e fraturam (Bodnar, 2005), sendo fundamental o seu estudo em mineralizações do tipo hidrotermal.

## Contexto Geológico

### Geologia Regional

A Província Borborema (PB), unidade geotectônica da região nordeste do Brasil (Figura 1A), desenvolveu-se a partir do fechamento de um paleo-oceano, durante a amalgamação de Gondwana Ocidental no Neoproterozoico (Brito Neves & Silva Filho, 2019). Este evento resultou da colisão entre os crátons São Francisco (CSF), Amazonas e Oeste da África, no final do Ciclo Brasileiro, à cerca de 600 Ma. (Santos et al., 2001). A região em estudo encontra-se no Sul da PB (Figura 1B), no Sistema Orogênico Sergipano (SOS) (Conceição et al., 2016).



**Figura 1** - (A) Mapa da região Nordeste do Brasil, evidenciando a Província da Borborema e o Cráton São Francisco; (B) Mapa geológico simplificado contextualizando a geologia regional da Província Borborema em castanho, com destaque para localização do Sistema Orogênico Sergipano, exposto em C; BP: Bacia do Parnaíba, CSF: Cráton São Francisco; (C) compartimentação geológica do Sistema Orogênico Sergipano (Pinho Neto, 2019) mostrando a área de estudo, demarcada com o retângulo amarelo.

O SOS é uma faixa orogênica neoproterozoica, cuja estrutura é resultado da colisão entre as placas do CSF e do Supergrupo Pernambuco-Alagoas (PEAL) durante o Ciclo Brasileiro (Brito Neves & Silva Filho, 2019). O SOS é interpretado como um ciclo tectônico de quebra de uma paleo-placa no Sul do SOS, a subducção de

placa oceânica e formação de arcos magmáticos no Norte do SOS de Oliveira et al., (2010).

Os estudos desenvolvidos por Davison & Santos (1989), Silva Filho & Torres (2002) e Oliveira et al., (2010) compartimentaram o SOS em sete domínios geológicos, os quais são, de sul para norte: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Poço

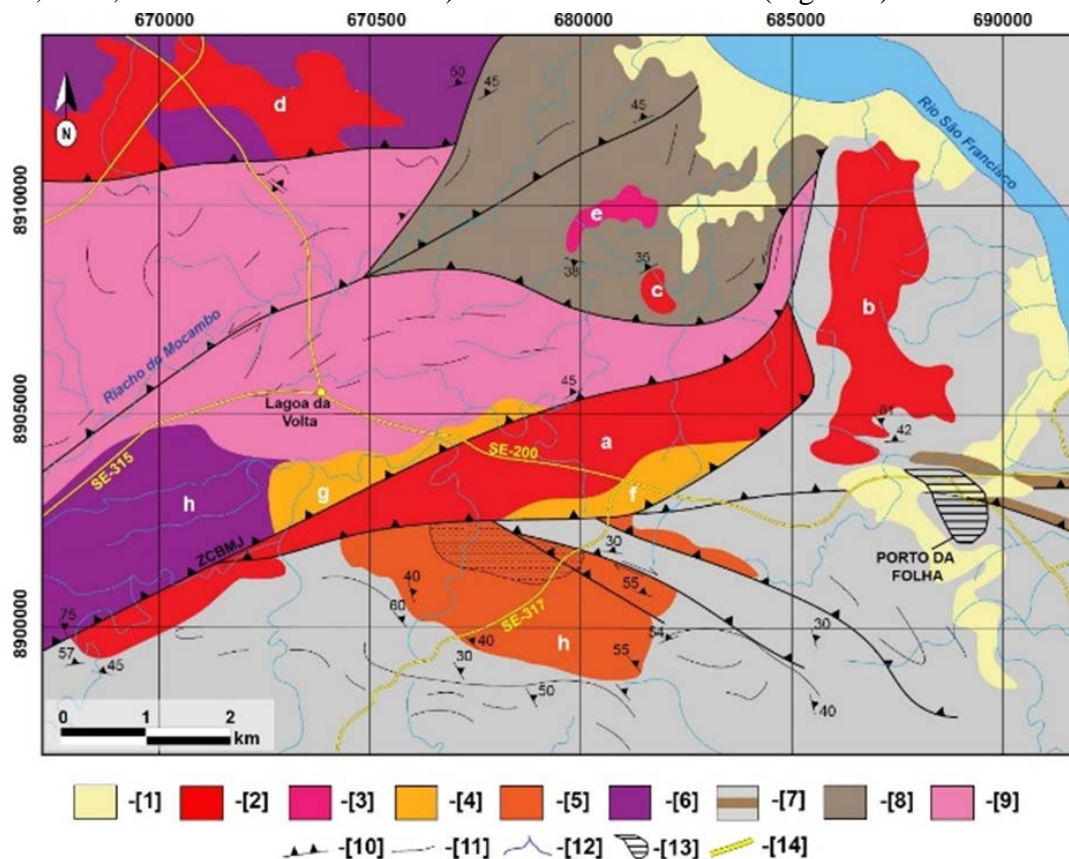
Redondo, Marancó, Canindé e Rio Coruripe (Figura 1C). O objeto deste estudo é localizado no Domínio Macururé (DM), que tem uma área de aproximadamente 2.000 km<sup>2</sup>, orientada segundo SW-NE (Figura 1C), e que se limita a Sul com o Domínio Vaza-Barris pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo (ZCSMA) e a Norte com os domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé pela Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ).

O DM é composto pelas unidades geoestratigráficas: Grupo Macururé, Formação Juá, intrusões graníticas e corpos máficos a ultramáficos. O Grupo Macururé corresponde a uma cunha turbidítica (D'el-Rey Silva, 1999), constituída por biotita xistos granatíferos, filitos, metarenitos e quartzitos, com ocorrências de grauvacas, rochas vulcânicas e anfibolitos, níveis de rochas calciosilicáticas e formações ferríferas (Santos et al., 1998; Oliveira *et al.*, 2010). Sobre os metamorfitos do Grupo Macururé e granitos associados, deposita-se a Formação Juá que é composta por conglomerados, grauvacas e arenitos seixosos (Silva Filho et al., 1979; Menezes Filho et al. 1988).

As intrusões graníticas ocupam cerca de 25% da área do DM (Davison & Santos, 1989; Conceição et al., 2016). Essas intrusões provocaram modificações nas estruturas pretéritas (Santos et al., 2001) e metamorfismo de contato nas rochas metassedimentares encaixantes, que chegam a atingir a fácies hornblenda hornfels (Conceição et al., 2016). Essas intrusões graníticas foram descritas por Santos et al. (2001) em quatro unidades, identificando o *Stock Mingu* (SM) como pertencendo à Suíte Serra do Catu. Bueno et al. (2009) identificaram dois grupos de granitos no Domínio Macururé com idades de alojamento entre os intervalos de 628-625 Ma e 590-570 Ma. Fernandes et al. (2020) calculou a idade da Suíte Serra do Catu em  $623 \pm 4$  Ma. (U-Pb em zircão). Fernandes et al. (2020) nomeou o *Stock Mingu Norte* (SMN) como *Stock Fazenda Jurema*.

### Geologia Local

O SM está localizado na parte norte do Domínio Macururé, na região limítrofe com o Domínio Poço Redondo, próximo à cidade de Porto da Folha (Figura 2).



**Figura 2** - Esquema geológico da região de ocorrência do *Stock Mingu* (segundo Fernandes 2019). [1] Coberturas Quaternárias; [2] Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2 (a = *Stock Fazenda Fortuna*, b = *Stock Serra do Moreira*, c = *Stock Fazenda Cachoeira*, e d = *Stock Fazenda Exu*); [3] Suíte Intrusiva Glória-Xingó-1 (e = *Stock Rio Campos Novos*); [4] Suíte Intrusiva Serra do Catu (f = *Stock Mingu* e g = *Stock Mingu Norte*); [5] Suíte Intrusiva Queimada Grande (h = *Stock Fazenda Lagoas*); [6] Suíte Intrusiva Sítios Novos (j = *Batólito Sítios Novos*); [7] Domínio Macururé (cinza = metassedimentos e verde = quartzitos); [8] Complexo Araticum; [9] Complexo Migmatítico Poço Redondo; [10] Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; [11] Lineamentos; [12] Drenagens; [13] Cidade de Porto da Folha; [14] Rodovias Estaduais.

As rochas e mineralizações do SM foram cartografadas por Silva Filho et al. (1979), e posteriormente com maior detalhe por Braz Filho et al. (1984), sendo realizadas sondagens e métodos geofísicos (magnetometria e VLF). As encaixantes do SM são uma sequência calcipelítica do Grupo Macururé composta das seguintes unidades: Unidade Porto da Folha (xistos granatíferos de cor cinza-esverdeado com níveis de carbonato com óxido de ferro e rochas cálciossilicáticas com hornblenda); Unidade Timbaúba (xistos granatíferos de cor cinza-esverdeado com níveis de leptitos, quartzitos); Unidade Batalha (níveis carbonáticos metadolomíticos, rochas cálciossilicáticas e quartzitos intercalados com xistos das unidades Porto da Folha e Timbaúba); e Unidade Araticum (anfíbolitos com rochas cálciossilicáticas subordinadas) (Braz Filho et al., 1984).

Segundo Braz Filho et al. (1984), o SM é composto por quartzo monzonitos, apresentando-se com cor rosa, equigranular, com textura hipidiomórfica e fanerítica e estrutura anisotrópica. Um aspecto notável do SM é que apesar de ocasionar metassomatismo nas encaixantes, aparentemente não provoca deformação nas mesmas. A paragênese destes quartzo monzonitos é cons-

tituída por, segundo Braz Filho et al. (1984): plagioclásio, ortoclásio, quartzo, augita e ortopiroxênio. Apresentam microclinitização substituindo os plagioclásios (albita-oligoclásio) e os ortoclásios, e alteração dos máficos progressivamente em hornblenda, biotita e clorita.

A mineralização é hidrotermal filoniana, manifestando-se como filões de fluorita de espessura variando de 1 a 8 cm, com comprimentos máximos de 10 m, distribuídos segundo uma direção N-S no leito do riacho Mingu, em uma zona com largura superior a 200 m, numa área total de cerca de 0,6 km<sup>2</sup>. Segundo Braz Filho et al. (1984), os filões alojam-se tanto na sequência calcipelítica quanto no quartzo monzonito, próximo ao contacto com as metassedimentares, tendo relações discordantes com as encaixantes. Os filões que cortam o quartzo monzonito mostram que a sua colocação foi contemporânea do fenômeno de microclinitização, tardia em relação a colocação do SM. À fluorita associam-se o quartzo e calcita como minerais da ganga. Ocorrem também: calcopirita, pirita, galena, malaquita, siderita, apatita, rútilo, thorita ((Th,U)SiO<sub>4</sub>), bastnaesita ((Ce,La)CO<sub>3</sub>F), e arkanita (KSO<sub>4</sub>) (Barreto, 2018), bornita (Santos et al., 2001) e azurita (Silva Filho et al., 1977).

## MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo cartográfico foi realizado com base no mapa geológico do Estado de Sergipe à escala de 1:250.000 (Teixeira, 2014) e na carta topográfica da Folha Pão de Açúcar (SC.24-X-D-IV – SUDENE 1973), escala de 1:100.000, além dos mapas do Projeto Cobre e Fluorita no Estado de Sergipe, com escala de 1:25.000 (Braz Filho et al., 1984). Estes foram editados utilizando os softwares *Quantum Gis 2.14* e *Google Earth Pro*.

Foram visitados 59 afloramentos, e coletadas 105 amostras sendo dessas 23 selecionadas para a confecção de lâminas polidas e bipolidas no Laboratório de Laminação da Superintendência de Salvador (SUREG-SSA), do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

O estudo petrográfico consistiu na descrição de 20 lâminas polidas e três lâminas bipolidas, utilizando-se um microscópio petrográfico da marca Olympus, modelo BX-41 (Laboratório de Microscopia e Lupas do Departamento de Geologia da UFS) e as fotomicrografias realizadas com a câmera digital a ele acoplada de marca Olympus (modelo SC30) com o software de aquisição de imagens Cell<sup>^</sup>B (Olympus 2008).

A composição pontual dos minerais foi obtida

com espectrômetro de energia dispersiva (EDS), modelo X-Act da Oxford Instruments. O EDS está acoplado num microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca Tescan-Vega 3, do Laboratório de Microanálises do CLGeo. As imagens eletrônicas foram obtidas com detectores de elétrons secundários e retro-espalhados. As amostras foram metalizadas com carbono ou ouro, utilizando-se do metalizador Quórum modelo Q150R ES e Kurt J. Lesker Company modelo 108. As condições analíticas do equipamento foram tensão de 15 kV e intensidade de corrente de 17 nA que gera um feixe de elétrons com diâmetro de 0,40 µm.

Foram obtidas análises de rocha total utilizando equipamento de Fluorescência de Raios X (FRX), do Laboratório de Geoquímica do CLGeo-UFS, em 11 amostras 8 do *Stock Mingu* e 3 do *Stock Mingu Norte*. Em 5 amostras 4 do *Stock Mingu* e 1 do *Stock Mingu Norte*, obteve-se a análise dos elementos traços, que foram dosados com o uso de *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS), sendo os resultados analíticos tratados com o software GCDkit (Janousek et al. 2006).

As inclusões fluidas (IF) foram estudadas opticamente com o mesmo microscópio do estudo petrográfico.

As características petrográficas determinadas, foram: Forma; Tamanho; Número de Fases; Grau de Preenchimento ( $\phi$ ); Geração (P, PS, S); Disposição no cristal. A microtermometria foi realizada no Laboratório de Inclusões fluidas do Grupo de Metalogênese, do Centro de Pesquisa

em Geofísica e Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (CPGG /UFBA). Utilizou-se um microscópio óptico de transmissão Olympus BX-60 equipado com uma platina LINKAM THMSG-600 para a microtermometria, que funciona num intervalo de temperaturas desde  $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$  até  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ . O valor da temperatura é medido pelo módulo LINKAM TMS-94.

## RESULTADOS

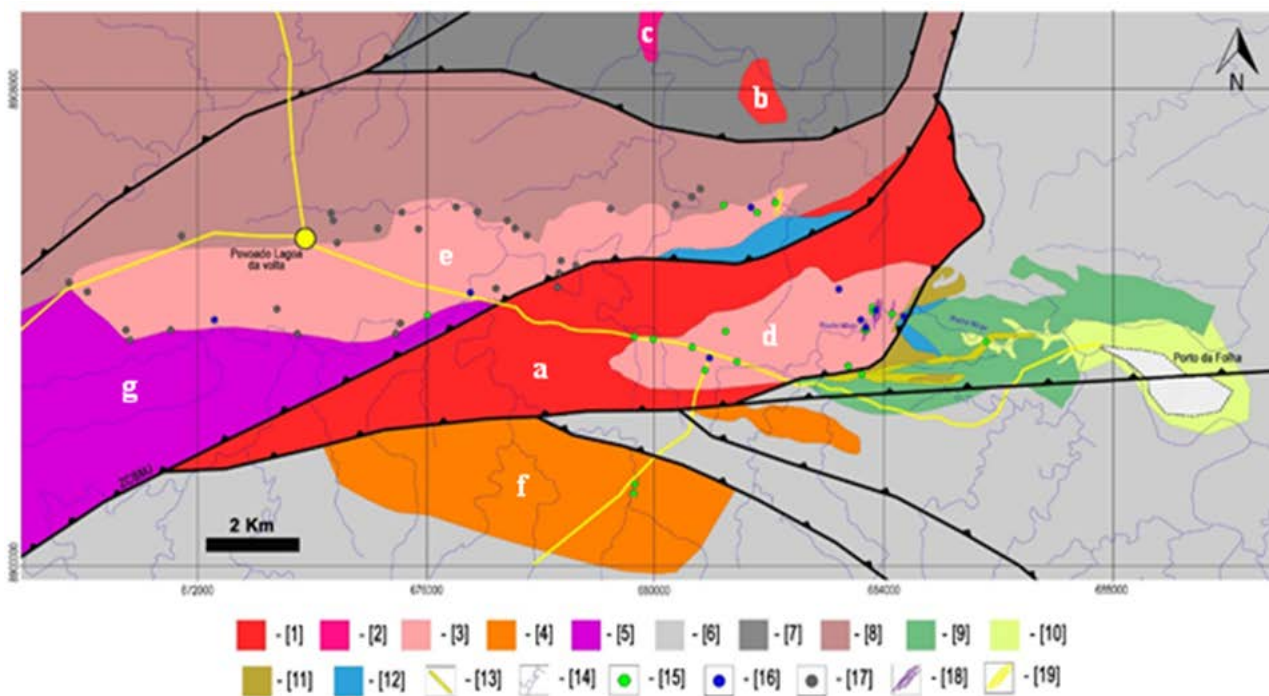
### Cartografia Geológica

Foram observados dois *stocks*, o *Stock Mingu* (SM) propriamente dito, com uma área de aproximadamente  $7\text{ Km}^2$  e o *Stock Mingu Norte* (SMN) que possui uma área de  $15\text{ Km}^2$ , ambos com formas de elipsoide e orientados numa direção próxima de W-E (Figura 3).

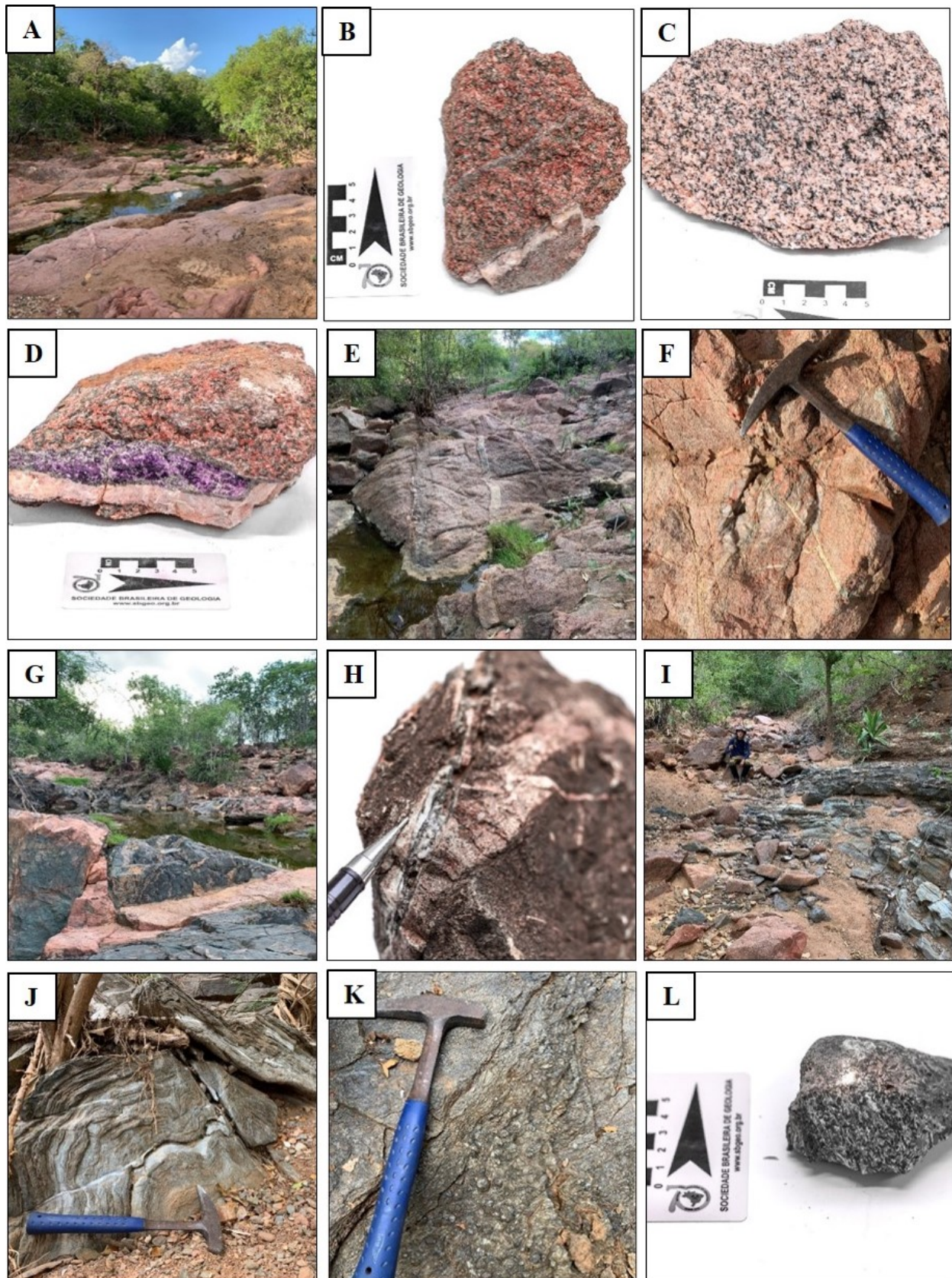
Os afloramentos estão majoritariamente situados em drenagens, como a do próprio riacho Mingu (Figura 4A), que dá o nome ao *stock*. As rochas do SM e SMN, apresentam cor variando do avermelhado ao róseo, sendo as rochas de cor avermelhada (monzogranitos e quartzo monzonitos) (Figura 4B), localizadas nas regiões em que ocorrem filões, indicando assim zonas mais fortemente hidrotermalizadas; já as rochas de cor

rósea (biotita monzogranitos) (Figura 4C), estão localizadas nas regiões mais afastadas dos filões, indicando assim zonas menos hidrotermalizadas.

Os filões do SM são constituídos por fluorita de cor lilás com ganga de quartzo e/ou calcita, encaixados em quartzo monzonitos e monzogranitos (figura 4D). Os filões com fluorita se orientam preferencialmente na direção N-S e secundariamente  $N60^{\circ}E$  com mergulhos para N e SE, e declive de  $10^{\circ}$  a  $45^{\circ}$  respectivamente. Em alguns pontos são encontrados diques aplíticos (Figura 4E) de espessura centimétrica com direção (E-W) oposta aos filões de fluorita. Os filões foram identificados na porção leste do SM, próximo da zona de cisalhamento e dos meta-dolomitos da Unidade Batalha.



**Figura 3** - Esquema geológico da área de ocorrência do *Stock Mingu*, elaborado a partir de Santos et al. (1998) e Teixeira et al. (2014). [1] Suíte Intrusiva Gloria-Xingó 2 (a = *Stock Fazenda Fortuna*, b = *Stock Fazenda Cachoeira*); [2] Suíte Intrusiva Glória-Xingó 1 (c = *Stock Rio Campos Novos*); [3] d = *Stock Mingu* e e = *Stock Mingu Norte*; [4] Suíte Intrusiva Queimada Grande (f = *Stock Fazenda Lagoas*); [5] Suíte Intrusiva Sítios Novos (g = *Batólito Sítios Novos*); [6] Domínio Macururé; [7] Complexo Araticum; [8] Complexo Migmatítico Poço Redondo; [9] Unidade Timbaubá; [10] Unidade Porto da Folha; [11] Metadolomitos da Unidade Batalha; [12] Unidade Batalha; [13] Rodovias Estaduais; [14] Drenagens; [15] Pontos de Campo; [16] Pontos em que foram feitas lâminas delgadas; [17] Pontos de controle (sem coleta de amostra); [18] Filões de fluorita e [19] Filões de calcedônia.



**Figura 4** - (A) Aspecto geral dos afloramentos do Stock Mingu ao longo do riacho homônimo; (B) quartzo monzonito das zonas fortemente hidrotermalizadas do Stock Mingu, coloração avermelhada; (C) biotita monzogranitos das zonas menos hidrotermalizadas do Stock Mingu, cor rósea; (D) quartzo monzonitos com filão de fluorita e calcita; (E) Diques aplíticos com direção direção (W-E) no Stock Mingu; (F) afloramento do Stock Mingu Norte com filões de calcedônia com direção (N-S); (G) Xenólitos de rochas metassedimentares do Grupo Macururé no Stock Mingu; (H) Filões de hematita especular com ganga de quartzo e calcita encontrado nos xenólitos do Stock Mingu; (I) Limite da zona de cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo, contato entre o *stock* Mingu (a esquerda) com a Unidade Batalha (a direita); (J) Metadolomitos dobrado da Unidade Batalha; (K) Granada-xistos da Unidade Batalha; (L) Metadolomitos com cristais de anfibólio.

No SMN encontram-se veios de calcedônia encaixados no monzogranito, com espessura variando entre 1 a 3 cm, comprimentos maiores que 10 m (Figura 4F) e direção N-S, sendo encontrados esses veios somente na porção leste do *stock*, próximo ao contato com a Unidade Batalha.

Xenólitos centimétricos a métricos de rochas metassedimentares do Grupo Macururé com contatos retos a irregulares, são frequentemente encontrados no SM e no SMN (Figura 4G). Alguns desses xenólitos possuem veios de espessura entre 1 a 2 cm de hematita especular com ganga de quartzo e calcita (Figura 4H).

O limite tectônico do SM com o DM dá-se pela ZCBMJ (Figura 4I). No entanto o granito não apresenta deformação macroscópica, diferentemente das rochas da Unidade Batalha, composta por metadolomitos e granada-xistos, que se encontram intensamente dobrados (Figura 4J, 4K). Os metadolomitos têm cor cinza e contêm cristais de anfibólios negros de hábito acicular (Figura 4L).

### Petrografia

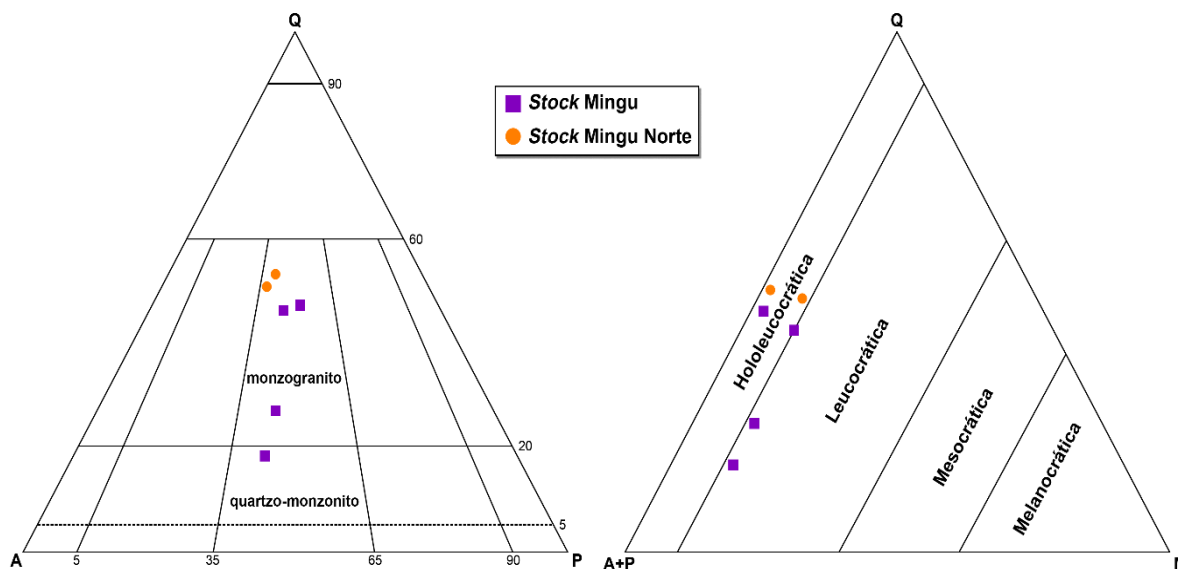
O SM é constituído essencialmente por quartzo monzonitos, monzogranitos e biotita-monzogranitos; já o SMN é formado apenas por biotita

monzogranitos.

As rochas variam de leucocráticas a hololeucocráticas (Figura 5) sendo os minerais essenciais quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e clorita. Os minerais acessórios são titanita, apatita e minerais opacos. Observa-se a presença já mencionada de filões hidrotermais de fluorita, quartzo e calcita no SM e de calcedônia no SMN.

As rochas do SM distribuem-se em dois conjuntos distintos, considerando-se os filões mineralizados: rochas com filões (quartzo monzonitos e monzogranitos) e rochas sem filões (biotita-monzogranitos). As rochas do SMN são classificadas como biotita monzogranitos, com-tendo ou não filões de calcedônia. Além das rochas dos *stocks* e seus filões foram estudadas microscopicamente suas encaixantes, que são rochas calciossilicáticas e metadolomitos da Unidade Batalha.

Os monzogranitos e quartzo monzonitos apresentam-se equigranulares com textura hipidiomórfica, fanerítica de granulação grossa e estrutura anisotrópica (Figura 4B); os biotita monzogranitos são equigranulares, com textura hipidiomórfica, fanerítica, grão fino e estrutura anisotrópica (Figura 4C).

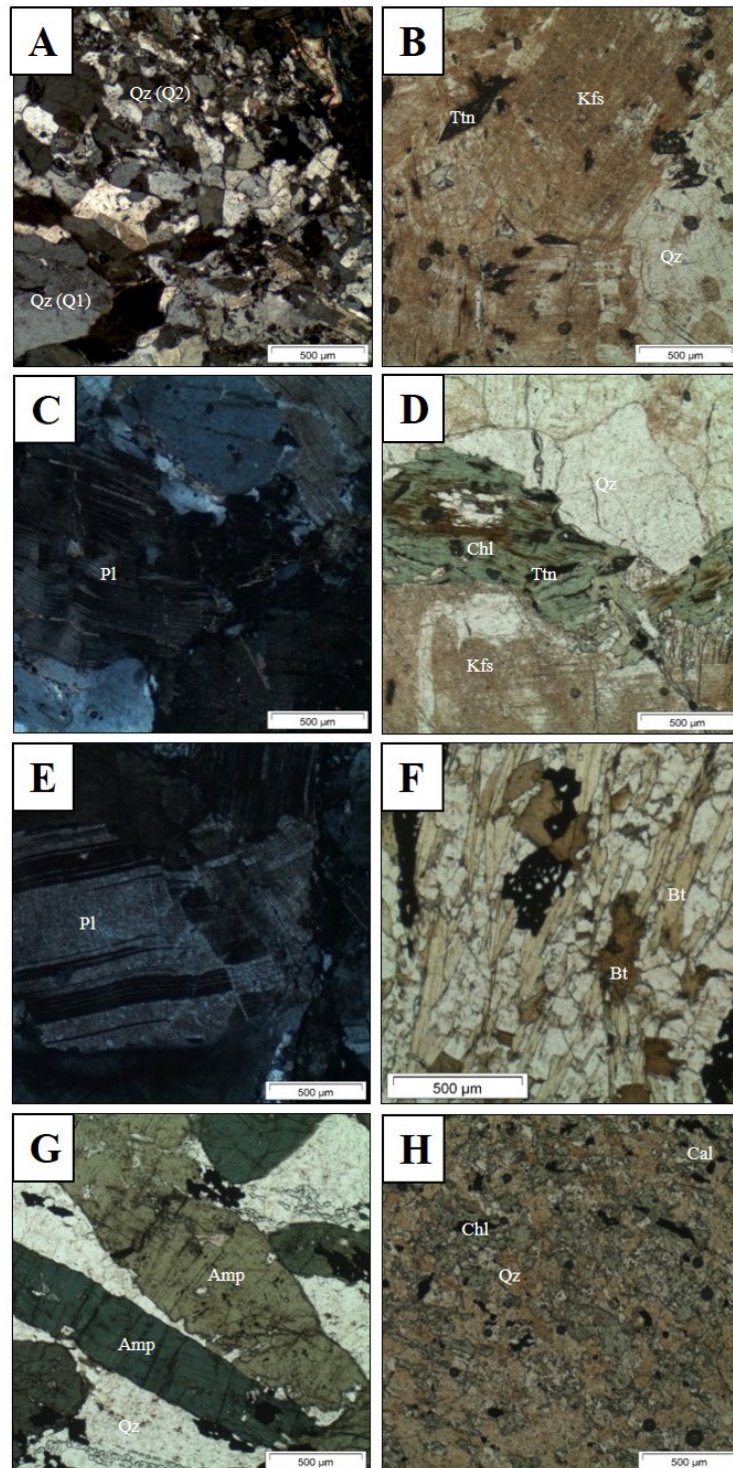


**Figura 5** - Diagramas QAP e Q(A+P) M para classificação de rochas ígneas de Streckeisen (1976) aplicados às rochas do *Stock Mingu* (quadrados roxos) e *Stock Mingu Norte* (círculos laranja). Q = quartzo, P = plagioclásio, A= feldspato alcalino, M = minerais máficos.

### Quartzo Monzonito

Foram identificados ao microscópio os minerais principais: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio; e os minerais acessórios: clorita, titanita, fluorita, calcita e apatita. O quartzo ocorre em duas gerações (Q1 e Q2). Os cristais de Q1 são subédricos a anédricos com tamanhos variando de 0,5 a 3 mm, fazendo contato reto

com os demais minerais e o Q2. Os cristais de Q2 são em média menores, de dimensões entre 0,2 a 1 mm e com formas variando de euédricas a subédricas, formando uma textura em mosaico que faz contatos retos com os cristais de Q2, plagioclásio, calcita, fluorita, clorita (Figura 6A). Alguns cristais de Q2 possuem inclusões de fluorita.



**Figura 6** - (A) Duas gerações de quartzo (Q1 e Q2) no qual Q1 possui cristais maiores que Q2; (B) Cristais de feldspato potássico com inclusões de titanita; (C) Macla de plagioclásio dobrado; (D) Cristais de clorita com inclusões de titanita; (E) Macla de plagioclásio com leve dobramento; (F) cristais de biotita com variação de pleocroísmo de caramelo a marrom; (G) cristais de anfibólio com variação de pleocroísmo de verde claro a verde escuro; (H) Aspecto de um xenólito, com cristais de quartzo, calcita, clorita e minerais opacos.

Os cristais de feldspato potássico têm formas subédricas e anédricas com tamanho variando de 0,5 a 2 mm, possuindo contatos retos, serrilhados e reentrantes com cristais de quartzo, plagioclásio e clorita. Em nicóis paralelos apresentam uma cor avermelhada e inclusões de titanita (Figura 6B). O plagioclásio ocorre em cristais euédricos a anédricos com tamanhos que variam

de 0,2 a 1,5 mm, predominando cristais com 2 mm. Faz contatos retos e serrilhados com o quartzo, a calcita, a clorita, a fluorita e o feldspato potássico. Em alguns cristais as suas maclas apresentam-se dobradas e/ou quebradas indicando deformação na rocha (Figura 6C). A clorita possui um leve pleocroísmo de verde claro a verde escuro, com formas subédricas a anédricas,



com tamanhos variados de 0,3 a 1,5mm. Com contatos retos e serrilhados com os cristais de quartzo e feldspatos, possuindo inclusões de apatita e titanita (Figura 6D). A titanita ocorre em cristais com formas euédricas a subédricas com tamanho variando de 0,1 a 0,5 mm. Por vezes apresenta-se inclusa nos cristais de plagioclásio e de clorita. Exibe contatos retos com cristais de quartzo e feldspato potássico. A fluorita tem formas euédricas, com tamanhos variando de 0,2 a 2,5 mm, mostrando contatos retos e reentrantes com cristais de quartzo e calcita. Os cristais de calcita são subédricos a anédricos, com tamanho variando de 0,1 a 1mm e apresentam-se, na maioria das vezes, como aglomerados entre os cristais de quartzo. A calcita exibe contatos retos, reentrantes e serrilhados com quartzo e fluorita. A apatita apresenta-se inclusa em cristais de clorita, com formas euédricas e contatos retos, com tamanhos variando de 0,1 a 0,4 mm.

#### **Monzogranito**

Foram identificados os minerais principais: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio; e os minerais acessórios: clorita, titanita, fluorita, calcita e minerais opacos. O quartzo ocorre em duas gerações (Q1 e Q2). Os cristais de Q1 são subédricos a anédricos com tamanhos variando de 0,2 a 1,5 mm, fazendo contato reto com os demais minerais e o Q2. Os cristais de Q2 são em média menores, de dimensões entre 0,1 a 0,5 mm e com formas variando de subédricas a anédricas, fazendo contatos retos com os cristais de Q1, plagioclásio, calcita, fluorita, clorita.

Os cristais de feldspato potássico têm formas subédricas a anédricas com tamanho variando de 0,5 a 2 mm, possuindo contatos retos, serrilhados com cristais de quartzo, plagioclásio e clorita. A grande maioria dos cristais está quebrada, os que estão inteiros possuem macla de carlsbad.

O plagioclásio ocorre em cristais subédrico a anédricos com tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm. Faz contatos retos e serrilhados com cristais de feldspato potássico e minerais opacos. Alguns cristais apresentam maclas da albita, e algumas dessas maclas estão dobradas ou quebradas e têm inclusões de titanita. A clorita possui uma coloração verde, com pleocroísmo variando de verde claro para o verde escuro, com formas subédricas a anédricas, com tamanhos variados de 0,2 a 1,5 mm, faz contatos retos e serrilhados com cristais de quartzo, plagioclásio e minerais opacos. A titanita tem cristais com formas euédricas e tamanho variando de 0,1 a 0,4 mm, exibe contatos

retos com cristais de feldspato potássico, quartzo, clorita e minerais opacos e por vezes apresenta-se inclusa nos cristais de plagioclásio. A fluorita tem formas euédricas a subédricas, com tamanhos variando de 0,2 a 1,5 mm, mostrando contatos retos com cristais de quartzo e calcita. Os cristais de calcita são subédricos a anédricos, com tamanho variando de 0,1 a 1mm e apresentam-se como aglomerados entre os cristais de quartzo; possui contatos irregulares e serrilhados com plagioclásio e quartzo e contatos retos com a fluorita.

#### **Biotita Monzogranito**

O biotita-monzogranito encontra-se tanto no SM como no SMN. Foram identificados os minerais principais: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita; e os acessórios: calcita e titanita apatitas e minerais opacos. O quartzo possui formas subédricas a anédricas com tamanhos variando de 0,5 a 2mm, possuindo contatos retos e serrilhados com os demais minerais da rocha. Os cristais de feldspato potássico têm formas subédricas a anédricas com tamanho variando de 0,5 a 6 mm, possuindo contatos retos e serrilhados com demais minerais e pequenas inclusões de calcita. Os cristais de plagioclásio apresentam cor avermelhada em nicóis paralelos, com formas subédricas a anédricas, tamanho variando de 0,5 a 3,5 mm e possuindo contatos retos e serrilhados com os demais minerais. Alguns cristais apresentam macla da albita, por vezes dobradas ou quebradas (Figura 6E). A biotita possui um pleocroísmo variado de caramelo a marrom, com formas subédricas a anédricas e tamanho variando de 0,1 a 2 mm, com contatos retos e serrilhados com os demais minerais da rocha (Figura 6F). A calcita possui formas euédricas a subédricas, com tamanho variando de 0,1 a 0,5 mm. Faz contatos retos com cristais de quartzo plagioclásio. A titanita possui cristais com formas euédricas, com tamanhos variando de 0,1 a 1,5 mm, inclusos em plagioclásio, quartzo e biotita. A apatita apresenta-se com formas euédricas a anédricas, contatos retos e serrilhados com os demais minerais, com tamanhos variando de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos possuem formas subédricas a anédricas, com tamanhos variando de 0,1 a 1 mm e exibem contatos retos ou serrilhados com os demais minerais.

#### **Rochas Calciossilicáticas**

Foram identificados os minerais principais: calcita, quartzo, anfibólio e biotita; e os acessórios: clorita e minerais opacos. Os cristais de calcita

são subédricos a anédricos, com tamanho variando de 0,1, a 1,2 mm, possuindo contatos retos e irregulares com os demais minerais. O quartzo possui formas euédricas, tamanho variando de 0,1 a 0,5 mm, com contatos retos com os demais minerais, e textura em mosaico. Os cristais de anfibólio possuem pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro, com formas subédricas a anédricas, tamanho variando de 0,5 a 4 mm (Figura 6G), fazem contatos retos e serrilhados com os demais minerais e apresentam inclusões de minerais opacos. A biotita possui cor amarronzada, com pleocroísmo variando de incolor para o marrom, formas euédricas a subédricas com tamanho variando de 0,1 a 1 mm e faz contatos retos e serrilhados com os demais minerais, apresentando-se na lâmina com uma orientação preferencial. A clorita possui pleocroísmo variando de verde claro para verde escuro, com formas subédricas a anédricas com tamanho variando de 0,5 a 5 mm, faz contatos retos e serrilhados com cristais de quartzo, calcita e anfibólio. Os minerais opacos possuem formas subédricas a anédricas, com tamanhos variando de 0,1 a 0,7 mm e exibem contatos retos ou serrilhados com os demais minerais.

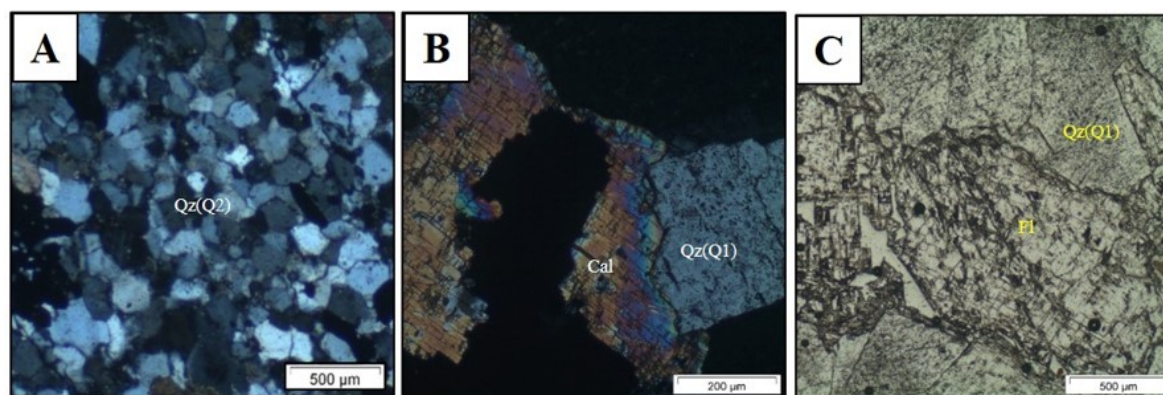
#### ***Xenólito do Grupo Macururé***

Os xenólitos ocorrem tanto no SM como no SMN, mas no SM apresentam veios de hematita especular. Na petrografia foram identificados os minerais principais: calcita e quartzo; e os acessórios: clorita e minerais opacos (figura 6H). A calcita possui formas euédricas a anédricas com tamanho variando de 0,5 a 2 mm, estando a maioria dos cristais na matriz da rocha e fazendo contatos retos e serrilhados com os cristais de

quartzo, clorita e minerais opacos. O quartzo apresenta formas euédricas a subédricas com tamanho variando de 0,1 a 0,5 mm, fazendo contatos retos com a calcita e serrilhados com a clorita. No filão o quartzo é hialino, já na rocha possui uma cor avermelhada. A clorita possui cor verde claro, com um leve pleocroísmo variando do incolor para o verde claro. Possui formas subédricas a anédricas, com tamanho variando de 0,1 a 1 mm. Os minerais opacos possuem formas euédricas a anédricas com tamanho variando de 0,1 a 3 mm. Fazem contatos retos e serrilhados com os demais minerais e estão distribuídos tanto na rocha como no filão; na rocha os cristais formam aglomerados, já no filão apresentam cristais com hábito acicular.

#### ***Filões de Fluorita***

Na descrição petrográfica foram identificados os seguintes minerais: fluorita, quartzo, calcita (sendo identificados por MEV: calcopirita, pirita, galena, malaquita, siderita, apatita, rútilo, torita, bastnaesita). O quartzo ocorre em duas gerações denominadas de quartzo 1 (Q1) e quartzo 2 (Q2) sendo a diferença o tamanho dos cristais, que é menor em Q2. Ambas se apresentam xenomórficas com textura em mosaico (Figura 7A). Seus tamanhos variam de 0,1 a 5 mm e apresentam extinção ondulante bem marcada em todos os cristais. A calcita apresenta-se com formas subédricas a anédricas em cristais variando de 0,1 a 2 mm (Figura 7B). Faz contatos irregulares e serrilhados com cristais de quartzo e contatos retos com os cristais de fluorita e calcita. A fluorita se apresenta com formas euédricas a subédricas em cristais variando de 0,2 a 1,5 mm (Figura 7C). Faz contatos retos com cristais de quartzo e calcita.



**Figura 7** - (A) textura mosaico de quartzo (Q2); (B) Cristais de calcita em contato com quartzo e (C) Cristais de fluorita em contato com quartzo.

### **Química Mineral e Geoquímica**

#### ***Química Mineral***

Nas rochas do SM observou-se que o plagioclásio é albita e o feldspato potássico ortoclásio

(Tabela 1). Os cristais de mica negra classificam-se como biotita. Foi identificada também clorita. Os carbonatos são calcita com pequenos teores de Fe (0,1 a 4,2 wt%), Mg (0,2 a 5,6 wt%) e Mn

**Tabela 1** - Análises químicas pontuais de cristais de albita e de ortoclásio do *Stock* Mingu (SM) e *Stock* Mingu Norte (SMN). Os dados completos das análises química se encontram no apêndice.

Mineral	Albita						Ortoclásio				
	SM					SMN	SM				SMN
Amostra	PM 4	PM 7	PM 9	PM 57	PM 58	PM 18GV	PM 4	PM 9	PM 57	PM 58	PM 18GV
SiO <sub>2</sub>	71,4	65,4	68,1	68	68,2	66,4	65,6	65,4	65,1	64,1	65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,2	21,7	20,2	20,1	20,7	21,7	18,4	18,6	18,8	19	18,8
Na <sub>2</sub> O	9,1	9,8	10,9	10,4	10,7	9,7	0,4	0,6	0,7	0,7	0,3
CaO	0,3	2,3		1,1	0,2	0,9					
K <sub>2</sub> O		0,2	0,2		0,3	0,9	15,1	14,8	14,9	15,3	15,8
BaO							0,5	0,7	0,5	0,9	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,6	0,5	0,4		0,4					
<b>Total</b>	100	100	99,9	100	100,1	100	100	100,1	100	100	100

(0,1 a 1,2 wt%), e malaquita. Da classe dos fosfatos identificou-se a apatita e flúor-apatita. Os minerais pertencentes à classe dos sulfetos são a calcopirita, pirita e galena. Da classe dos sulfatos analisou-se a barita. Da classe dos óxidos identificaram-se magnetita e ilmenita. Outros minerais presentes nessas rochas são os silicatos titanita e zircão. Ocorrem também nos filões: siderita, rútilo, thorita ((Th,U)SiO<sub>4</sub>),

bastnaesita ((Ce,La)CO<sub>3</sub>F), e arkanita (KSO<sub>4</sub>).

Nas rochas encaixantes da Unidade Batalha foram identificados os minerais: ferrotschermakita {Ca<sub>2</sub>} {Fe<sup>2+</sup>3Al<sub>2</sub>} (Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>22</sub>)(OH)<sub>2</sub> (Tabela 2), apatita, ilmenita e calcita com pequenos teores de Fe. Nas rochas do SMN foi possível identificar os seguintes minerais, ortoclásio, albita, e pequenas quantidades de magnetita, apatita, calcita e titanita.

**Tabela 2** - Análises químicas pontuais de cristais de ferrotschermakita dos metadolomitos da Unidade Batalha. Os dados completos das análises química se encontram no apêndice.

Amostra	PM 7	PM 7	PM 7	PM 7	PM 7	PM 7
SiO <sub>2</sub>	43,3	42,8	42,6	42,6	43	41,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,7	21,8	21,1	21,6	21,6	22,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	16	16,7	15,9	15,7	15,9
CaO	10	9,9	10,5	10,5	9,8	10,6
MgO	6,8	6,6	6,3	6,2	6,5	6,4
Na <sub>2</sub> O	1,9	2	1,8	2	2,1	1,9
Ti <sub>2</sub> O	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4
K <sub>2</sub> O	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5
MnO	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3
<b>Total</b>	100	100,2	100	100	100	100

### Geoquímica

Os dados das análises químicas por FRX das rochas dos *stocks* estudados (Tabela 3) se posicionam, de acordo com o diagrama TAS, nos campos do granito, quartzo monzonito e sienito o SM, e o SMN no campo do granito. As rochas são ácidas, possuem conteúdo de SiO<sub>2</sub> variando de 62,62 – 72,67%.

De acordo com diagrama TAS estas amostras de ambos os *stocks* se posicionam no campo da suíte alcalina (Figura 8A) correspondendo com o que foi observado na petrografia.

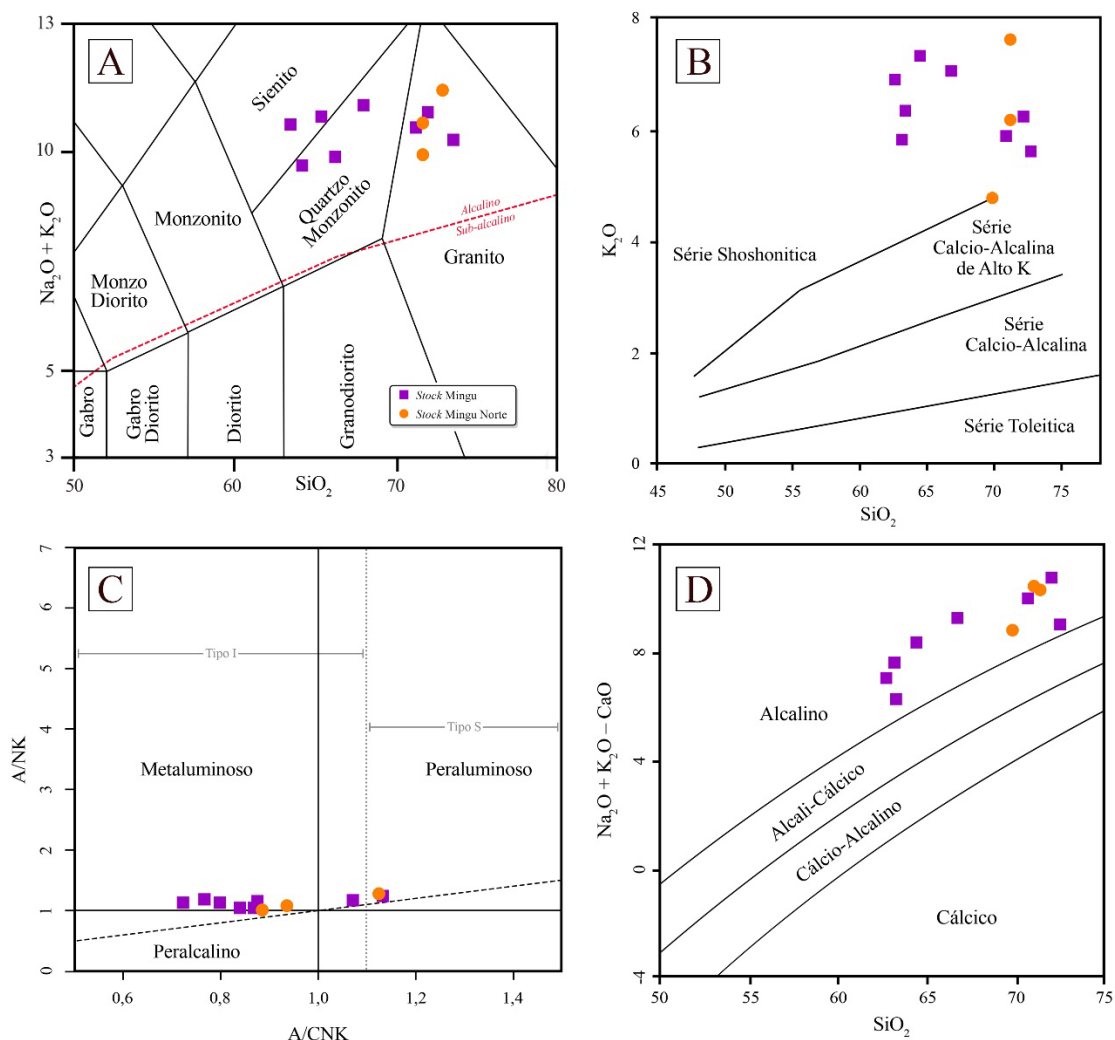
No diagrama K<sub>2</sub>O *versus* SiO<sub>2</sub> de Peccerillo e Taylor (1976), as amostras alocam-se predomi-

nantemente no campo da série shoshonítica, tendo uma amostra do SMN que se posiciona na divisa entre a série shoshonítica com a série cálcio-alcalina de alto K (Figura 8B).

As rochas dos *stocks* são predominantemente metaluminosas com algumas amostras se posicionando no campo das rochas peraluminosas do diagrama de Maniar e Picolli (1989), sendo associadas aos granitos do tipo I com exceção de algumas amostras que estão no campo do granito tipo S (Figura 8C). No diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* MALI (Frost et al., 2001), nota-se que as amostras de ambos os *stocks* se posicionam no campo alcalino (Figura 8D).

**Tabela 3** - Análises químicas de elementos maiores para as rochas dos *stocks* Mingu e Mingu Norte.

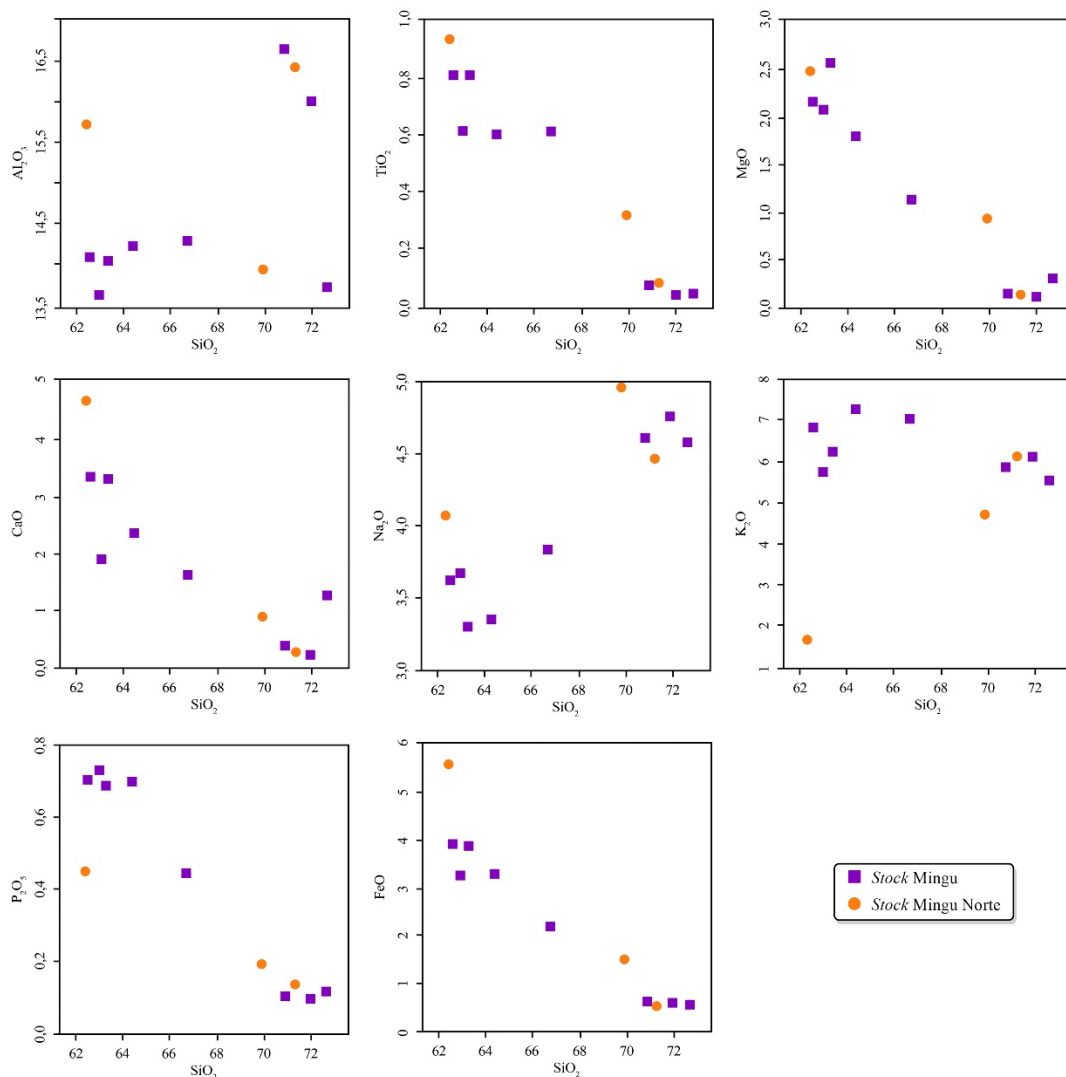
Stock	Mingu								Mingu Norte		
	PM4	PM8	PM9	PM9FI	PM13	PM16	PM57	PM58	PM18GV	PM49GV	PM55
SiO <sub>2</sub>	71,95	72,67	63,35	66,76	62,62	70,85	64,4	63,02	69,86	71,14	71,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16	13,72	14,03	14,28	14,09	16,63	14,21	13,62	13,93	13,81	16,4
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,8	0,61	0,8	0,07	0,6	0,61	0,31	0,05	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,58	4,31	2,43	4,36	0,66	3,64	3,59	1,65	0,38	0,56
MnO		0,02	0,06	0,03	0,06	0,02	0,05	0,05	0,04	0,01	0,01
MgO	0,1	0,29	2,56	1,12	2,15	0,13	1,77	2,07	0,92	0,16	0,12
CaO	0,2	1,27	3,29	1,6	3,36	0,38	2,36	1,88	0,87	0,83	0,3
Na <sub>2</sub> O	4,73	4,57	3,28	3,82	3,61	4,59	3,34	3,65	4,96	3,6	4,46
K <sub>2</sub> O	6,17	5,6	6,3	7,07	6,87	5,9	7,33	5,75	4,75	7,55	6,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,68	0,44	0,71	0,1	0,7	0,73	0,19	0,02	0,13
LOI	0,32	0,72	1,96	0,89	0,82	0,45	0,87	5,74	0,72	0,69	0,48
Total	100,22	99,58	100,62	99,03	99,44	99,77	99,28	100,73	98,21	98,23	99,94



**Figura 8** - (A) Diagrama total álcalis *versus* sílica com limites definidos por Middlemost (1994). A linha tracejada vermelha separa as séries alcalina e subalcalina segundo Irvine e Baragar (1971); (B) Diagrama discriminante de série magmáticas proposto por (Peccerillo e Taylor, 1976); (C) Diagrama A/NK *versus* A/CNK (Maniar e Picolli, 1989), com os campos dos granitos do Tipo I e S Chappell e White (1992) e (D) Diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* MALI (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO) de Frost et al. (2001).

Nos diagramas tipo Harker (Figura 9) foi observado que há correlações negativas do SiO<sub>2</sub> com TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, FeO, para ambos os *stocks* Mingu e Mingu Norte. Para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> os

resultados não seguem um padrão, para Na<sub>2</sub>O há uma correlação positiva com SiO<sub>2</sub>, e em K<sub>2</sub>O é observada uma correlação negativa de SiO<sub>2</sub> no SM e positiva no SMN.



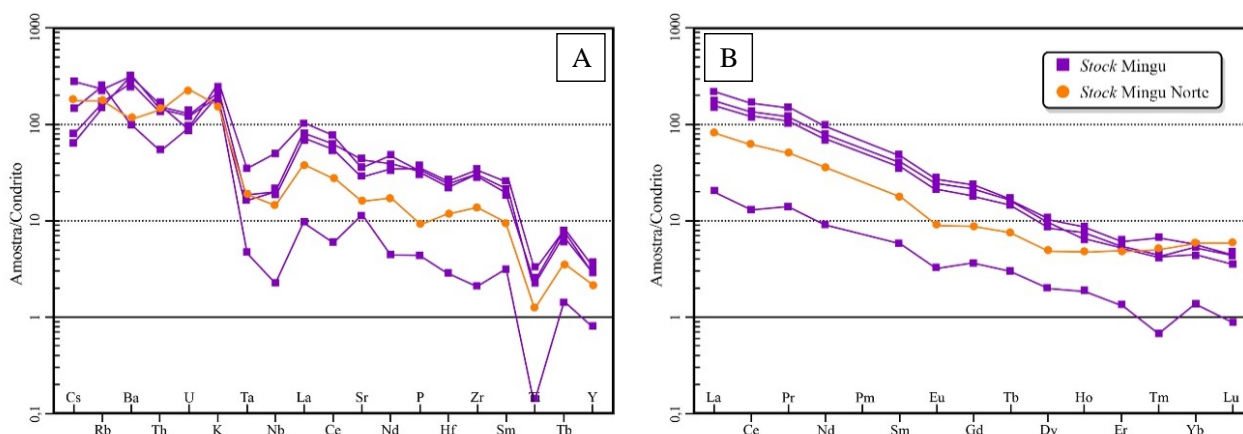
**Figura 9 - (A)** Diagramas binários tipo Harker para as amostras dos *stocks* Mingu e Mingu Norte.

O diagrama multielementar normalizado pelos valores do condrito (Nakamura 1974), mostra padrões de enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico e em ETRL e depletados em elementos de alto potencial iônico e ETRP. As amostras dos dois *stocks* mostram padrões semelhantes. Os vales pronunciados em Ta, Nb e Ti são interpretados como assinatura

de processos de subducção (Pearce, 1983) (Figura 10A). Os teores (ppm) dos elementos-traços (Tabela 4) no SM apresentam variação entre as diferentes litologias, sendo as amostras muito diferente entre si e o mesmo em comparação ao SMN. Os espectros de ETR foram normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) (Figura 10B).

**Tabela 4 -** Análises químicas de elementos traços (ppm) para as rochas dos *stocks* Mingu (SM) e Mingu Norte (SMN).

Amostras - Stock	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd
PM4 - SM	754	11,2	<10	2,76	0,68	0,3	0,25	15,5	1	1	0,13	6,8	0,03	1,4	5,7
PM9 - SM	2410	146	20	1,2	3,59	1,38	2,08	20,7	6,6	8,8	0,6	72,2	0,15	30,5	60,8
PM57 - SM	2350	117,5	20	5,23	3,27	1,19	1,85	20,5	5,86	8	0,45	57,2	0,12	12,3	50,1
PM58 - SM	2010	105,5	20	1,5	2,99	1,2	1,6	20,7	5,02	8,4	0,52	51,6	0,15	11,8	44,5
PM18GV - SMN	856	52,5	10	3,35	1,67	1,1	0,7	18,5	2,4	4,1	0,33	27	0,2	9	22
Amostras - Stock	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr
PM4 - SM	1,57	217	1,2	<1	259	0,2	0,14	5,19	0,02	2,6	<5	951	3,9	0,3	23
PM9 - SM	16,6	130,5	9,8	4	825	1,5	0,77	13,6	0,2	3,4	54	722	16,7	1,23	361
PM57 - SM	13,5	198,5	8,2	4	1000	0,7	0,79	15,4	0,13	2,4	44	645	13,9	0,97	324
PM58 - SM	12,2	143,5	7,5	3	659	0,8	0,68	14,3	0,13	3,3	45	932	14,6	1,17	323
PM18GV - SMN	5,71	150,5	3,6	2	369	0,8	0,35	13,4	0,15	6,2	28	697	10,6	1,28	151



**Figura 10** - (A) Diagrama multielementar normalizado pelos valores do manto primordial de Wood et al. (1979); (B) Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelos valores do condrito (Nakamura, 1974).

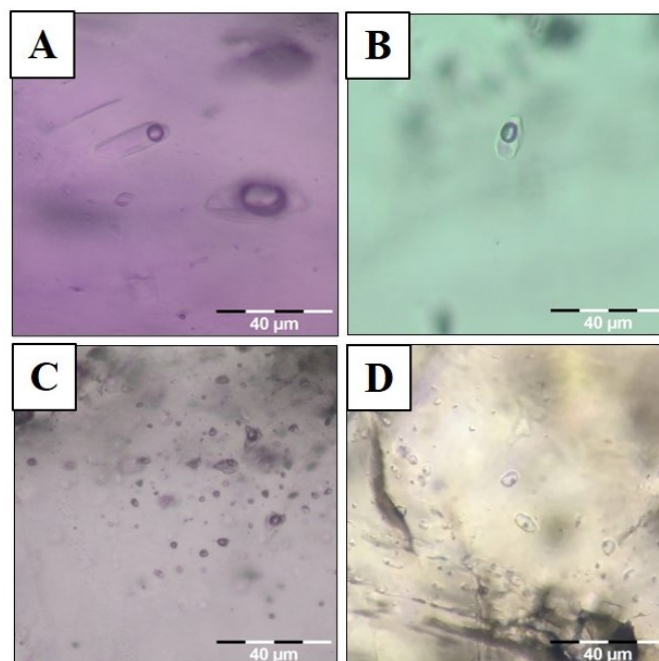
## Inclusões Fluidas

### Petrografia de Inclusões Fluidas

No estudo petrográfico dos filões do *Stock Mingu* observaram-se IF em quatro minerais hospedeiros: fluorita (F), quartzo 1 e 2 (Q1 e Q2) e calcita (Cc). Nestes minerais se observaram IF bifásicas aquosas primárias (P) (todas), pseudossecundárias (PS) (só Q2 e F) e secundárias (S) (todas).

Na fluorita as IF medem entre 10 e 60  $\mu\text{m}$ , o grau de preenchimento pela fase aquosa ( $\phi$ ) é em média de 0,9, a forma oval a losangular (P) e

retangular (PS e S), e dispõem-se isoladas (P) ou em *trails* intragranulares (PS) ou em *trails* transgranulares (S) (Figura 11A). No quartzo Q1 e Q2 (Figuras 8B e 8C Q1 e Q2 respectivamente) as IF apresentam tamanho variando entre 10 a 30  $\mu\text{m}$  (Q1) e 10 a 25  $\mu\text{m}$  (Q2), formas ovais a retangulares, com  $\phi$  em média de 0,8 e dispõem-se isoladas ou em zonamentos (Q1) ou em *trails* intragranulares (Q2). (Figura 11B, 11C). Na calcita as IF apresentam tamanhos variando entre 10 a 30  $\mu\text{m}$  com formas retangulares, com  $\phi$  em média de 0,8 e dispõem-se isoladas ou em *trails* (Figura 11D).



**Figura 11** - (A) inclusões fluidas primárias em fluorita; (B) inclusões fluidas primárias em quartzo (Q1); (C) inclusões fluidas pseudossecundárias em quartzo (Q2); (D) inclusões fluidas primárias em calcita.

### Microtermometria

Os resultados das análises microtermométricas de 96 IF indicam que o fluido é salino e é representável pelo sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ , sendo que uma proporção considerável das IF apresenta uma temperatura do eutético ( $T_e$ ) próxima de

-21,1  $^\circ\text{C}$ . Foi constatado também que de uma forma geral IF PS correspondem a IF P dispostas em *trails* ou zonamentos. Quanto à temperatura de homogeneização ( $T_h$ ) para as IF primárias esta é em média de 179  $^\circ\text{C}$  no Q1, 169  $^\circ\text{C}$  na Cc, 165  $^\circ\text{C}$  na F e 148  $^\circ\text{C}$  no Q2. As IF primárias apre-

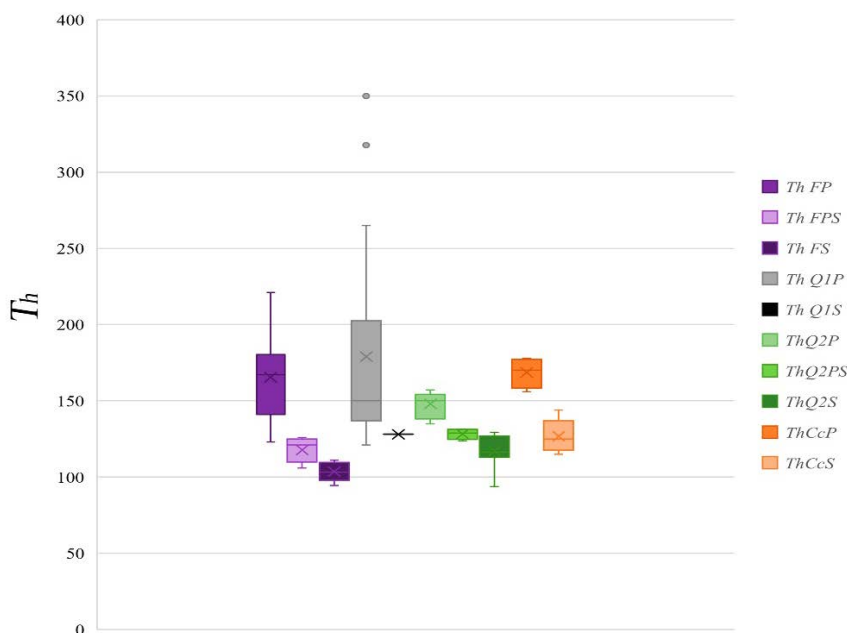
sentam salinidades médias de 8,1, 11,9, 10 e 8,2 wt% eq. NaCl, respectivamente para Q1, Cc, F e Q2 (Tabela 5). Para as IF PS as médias para a temperatura de homogeneização ( $T_h$ ) são de 128 °C (Q2), e 118 °C (F). A sua salinidade é em média respectivamente de 6,3 e 11,8 wt% eq. NaCl. (Tabela 5). As IF secundárias apresentam médias de  $T_h$  de 128 °C (Q1), 128 °C (Cc), 117 °C

(Q2) e 104 °C (F). A sua salinidade média é respectivamente de 2,1, 7,3, 7,4 e 1,2 wt% eq. NaCl, (Tabela 5).

Dos estudos microtermométricos constata-se semelhança e possível equivalência a nível das características físico-químicas entre as seguintes gerações: Q1P com FP, CcP e Q2P, e FPS, FS com Q2PS, Q2S e CcS (Figura 12).

**Tabela 5** - Sumário dos resultados de microtermometria, ( $q1$  e  $q3$  = Quartil). Os dados completos das IF se encontram no apêndice.

$T_h$	$T_h FP$	$T_h FPS$	$T_h FS$	$T_h Q1P$	$T_h Q1S$	$T_h Q2P$	$T_h Q2PS$	$T_h Q2S$	$T_h CcP$	$T_h CcS$
<i>minimo</i>	123	106	95	121		135	124	94	156	115
<i>q1</i>	143	110	101	138		144	127	114	163	120
<i>mediana</i>	167	121	103	150		150	129	116	170	125
<i>q3</i>	176	124	108	200		153	130	123	176	130
<i>máximo</i>	221	126	111	350		157	132	129	178	144
<i>média</i>	165	118	104	179	128	148	128	117	169	127
<i>amplitude</i>	98	20	17	229		22	8	36	22	29
$T_e$	$T_e FP$	$T_e FPS$	$T_e FS$	$T_e Q1P$	$T_e Q1S$	$T_e Q2P$	$T_e Q2PS$	$T_e Q2S$	$T_e CcP$	$T_e CcS$
<i>minimo</i>	-42,0	-40,9	-35,6	-45,2		-38,6	-36,7	-45,0	-49,0	-26,4
<i>q1</i>	-33,8	-30,3	-28,8	-35,8		-33,5	-29,7	-40,2	-47,5	-25,1
<i>mediana</i>	-28,4	-23,0	-19,3	-32,8		-33,2	-26,9	-21,3	-39,5	-23,7
<i>q3</i>	-26,0	-23,0	-11,8	-24,2		-30,7	-25,6	-20,9	-30,8	-23,7
<i>máximo</i>	-12,6	-23,0	-11,3	-22,6		-29,5	-23,3	-20,0	-27,2	-23,6
<i>média</i>	-29,5	-27,0	-21,4	-31,5	-44,9	-33,0	-28,4	-28,4	-38,8	-24,6
<i>amplitude</i>	29,4	17,9	24,3	22,6		9,1	13,4	25,0	21,8	2,8
Sal.	Sal FP	Sal FPS	Sal FS	Sal Q1P	Sal Q1S	Sal Q2P	Sal Q2PS	Sal Q2S	Sal CcP	Sal CcS
<i>minimo</i>	2,57	2,57	0,17	1,05		3,06	3,22	3,06	10,85	1,74
<i>q1</i>	6,15	12,84	0,69	2,32		5,14	3,46	4,33	11,35	4,52
<i>mediana</i>	11,45	13,17	1,21	4,49		5,49	4,85	4,80	11,85	7,30
<i>q3</i>	13,01	13,17	1,72	14,68		11,47	6,72	10,73	12,35	10,07
<i>máximo</i>	20,22	13,17	2,24	17,78		13,39	8,41	11,93	12,85	12,85
<i>média</i>	10,01	11,79	1,21	8,11	2,07	8,16	6,03	7,08	11,85	7,30
<i>amplitude</i>	17,65	10,60	2,07	16,73		10,33	5,19	8,87	2,00	11,11



**Figura 12** - Diagrama de caixa e bigodes de temperatura de homogeneização ( $T_h$ ) das inclusões fluidas em fluorita ( $Th FP$ ,  $Th FPS$ ,  $Th FS$ ), calcita ( $Th CcP$ ,  $Th CcS$ ) e quartzo ( $Th Q1P$ ,  $Th Q1S$ ,  $Th Q2P$ ,  $Th Q2PS$ ,  $Th Q2S$ ).

Dos histogramas observa-se que, quanto à temperatura de homogeneização, a distribuição das IF em fluorita apresenta-se bimodal, representando os dois picos de temperaturas principais das IF das gerações P e S.

No Q1 e Q2 também se observa essa bimodalidade aproximadamente nas mesmas temperaturas que a fluorita, embora não tão evidente devido ao

menor número de IF analisadas. Os picos conjuntos estão por volta de 123 e 163 °C, correspondendo aproximadamente à primeira geração de fluorita e às IF secundárias em fluorita, respectivamente (Figura 13). A calcita apresenta também bimodalidade aproximadamente nas mesmas temperaturas que a fluorita, embora menos expressiva devido ao número de IF analisadas em calcita ser reduzido.

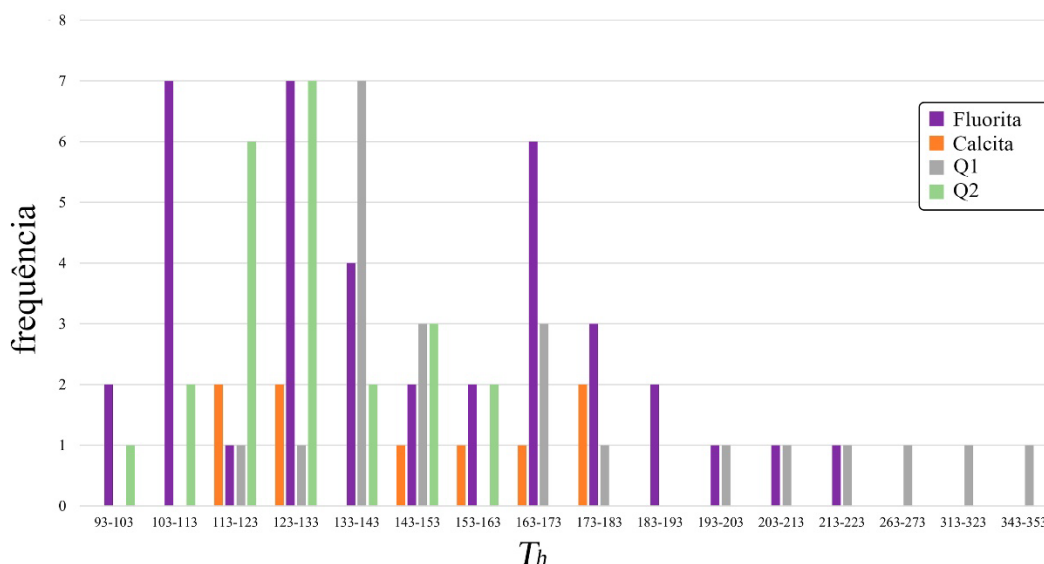


Figura 13 - Histogramas de temperatura de homogeneização ( $T_h$ ) dos cristais de fluorita, calcita e quartzo (Q1 e Q2).

## DISCUSSÃO

SM e SMN são dois corpos graníticos similares, mas apenas o SM é mineralizado em fluorita e sulfetos. Os estudos realizados mostram que o SMN, que Fernandes (2020) referiu como *Stock* Fazenda Jurema, é formado pelas mesmas rochas do SM, e que o mesmo evento metassomático-hidrotermal afetou os dois, deixando ambos com características petrográficas similares. As rochas de ambos os *stocks* possuem cor variando do vermelho ao rosa, indicando processos metassomático-hidrotermais de estágios iniciais de episienitização.

O termo episienito foi definido por Lacroix (1920) como uma rocha que é resultado de um processo metassomático gerado por um evento hidrotermal pós-magmático que afeta um plúton granítico já resfriado, resultando em intensa dissolução do quartzo magmático associada a metassomatismo de  $K^+$  e/ou  $Na^+$ , na maioria dos casos conservando as texturas graníticas originais.

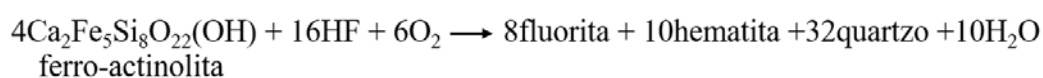
A lixiviação do quartzo deixa cavidades que são preenchidas por fases minerais secundárias. Considerando a composição original das rochas graníticas, as modificações geoquímicas mais importantes nos episienitos consistem em variações em  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Sr$ ,  $Rb$ ,  $Th$ ,  $U$

e  $ETR$  (Suikkanen e Rämö 2019). Dadas as observações petrográficas e mineraloquímicas apresentadas não se pode afirmar que estes corpos sejam episienitos, mas que houve processos hidrotermais de episienitização incipiente que os marcaram. Relacionados ao processo de episienitização incipiente estão aspectos como a albitização (Suikkanen e Rämö 2019) e os minerais de  $ETR$ ,  $U$  e  $Th$  mencionados por Barreto (2018).

Com base no estudo realizado colocamos a hipótese que a circulação dos fluidos terá sido facilitada por eventos tectônicos após a instalação dos *stocks*, que ocorreu posteriormente ao principal evento tectônico que gerou a ZCBMJ, porque o SM não apresenta indícios macroscópicos de deformação, implicando que a sua intrusão seja posterior à ZCBMJ. Na observação microscópica constatou-se que cristais de feldspato se apresentam deformados indicando evento(s) metamórfico/tectônicos subsequentes à ZCBMJ naquela região. A gênese dos filões de fluorita dá-se após a instalação do granito que ocorreu a  $623 \pm 4$  Ma (Fernandes et al., 2020) provavelmente no Fanerozoico. É, no entanto, provável que a ZCBMJ tenha sido um canal de transporte de parte do fluido, dado a importância



regional da estrutura. A microtermometria dá nos uma pista sobre a origem dos fluidos que deverá ser mista, meteórica e/ou metamórfica e/ou formacional, dada as baixas temperaturas de homogeneização observadas, assim como a alta salinidade dos fluidos que acreditamos estar em parte relacionada a processos de remobilização no granito e nas rochas carbonatadas da unidade Batalha adjacente ao granito do SM. Os resultados de todas as análises microtermométricas nas IF indicam que o fluido salino é representável pelo sistema H<sub>2</sub>O-NaCl, podendo, no entanto, conter K, Mg e Ca devido à depressão do eutético assinalada em parte das amostras. Os valores de T<sub>e</sub> mostram também presença de cátions biva-



Esta hipótese explica porque que só se encontra mineralização com fluorita na zona em que o *Stock* Mingu contata com os metadolomitos da Unidade Batalha e, pelo contrário, nos outros locais só encontramos filões de calcedônia. Três mecanismos diferentes favorecem a cristalização de fluorita segundo Richardson e Holland (1979): abaixamento da temperatura e pressão; mistura de dois ou mais fluidos diferentes; interação dos fluidos com as rochas encaixantes.

No presente caso, de acordo com Richardson & Holland (1979), uma conjugação do primeiro e terceiro mecanismos parece ser o modelo mais favorável, sendo de ressaltar a alta salinidade dos fluidos encontrados e a presença de cátions bivalentes. Deve-se assinalar que não se observou na fluorita zonamentos de cores diferentes que justificassem um progressivo abaixamento da temperatura, sendo toda ela violeta, ou seja da cor cujo tipo de fluido tende a conter maior teor de K e Na (Richardson & Holland, 1979). Pela proximidade dos filões do SM com os metadolomitos da Formação Batalha, acreditamos que a interação da solução hidrotermal com as formações encaixantes e consequente modificação do seu pH e teores em Ca e Mg, tenha causado a precipitação da fluorita.

As análises químicas posicionam as rochas do SM nos campos do granito, quartzo monzonito e sienito, e as do SMN no campo do granito. As rochas são ácidas, possuem conteúdo de SiO<sub>2</sub> variando de 62,62 – 72,67%. Estas amostras pertencem à suíte alcalina de acordo com o diagrama TAS. Todas as amostras pertencem à série shoshonítica, sendo que uma das amostras

lentes (Ca e Mg provavelmente) no fluido aprisionado na calcita. A paragênese dos filões do SM baseada nos estudos de IF é: Q1 seguido de Fluorita, depois calcita e no final Q2. Segundo os T<sub>h</sub> máximos observados o Q1 começa a formar-se a pelo menos 350°C, seguindo-se a fluorita a 221 °C, a calcita a 178 °C e o Q2 a 157 °C.

O fluido mineralizador provavelmente foi originado através do contato da intrusão granítica com os metadolomitos da Unidade Batalha que possuem ferrotschermakita. Segundo Crocker (1985), fluidos contendo HF ao reagir com minerais como ferrotschermakita ou ferro-actinolita, vão gerar cristais de fluorita, quartzo e hematita entre outros minerais, segundo a equação abaixo.

do SMN se aloca no limite com a série cálcio-alcalina de alto potássio. De uma forma geral os granitos dos dois *stocks* são metaluminosos, havendo amostras que caem no campo metaluminoso do diagrama de Maniar e Picolli (1989). Nos diagramas tipo Harker foram observadas correlações negativas do SiO<sub>2</sub> com TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, FeO, para ambos os *stocks*. Para o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e o Na<sub>2</sub>O observa-se uma correlação positiva com SiO<sub>2</sub>, e para o K<sub>2</sub>O observa-se correlação negativa no SM e positiva no SMN. Para o diagrama multielementar as amostras dos dois *stocks* mostram padrões semelhantes, de enriquecimento em LILE e em ETRL e depletados em HFSE e ETRP. Já os elementos traço dessas rochas apresentam variação entre as rochas do SM, que possui uma amostra muito diferente das outras, mesmo em comparação ao SMN.

A associação mineral fluorita e calcita, seu caráter filoniano e sua ligação com fenômenos de microclinitização vinculam a origem dessa ocorrência como hidrotermal epigenético, segundo Braz Filho et al. (1984). Sua localização próxima ao contato quartzo monzonito/metadolomitos (Unidade Batalha) mostra que essa relação controla a presença destas mineralizações. Embora não tenha sido possível analisar teores de elementos traço e ETR nas fluoritas observamos semelhanças, nomeadamente nos resultados de microtermometria, no tipo de depósitos e na petroquímica, dos filões do SM com outros depósitos como os do distrito fluorítico de Santa Catarina (Rocha & Neto, 1999), Regensburg na Alemanha (Dill et al., 2012) e Gallinas nos EUA (Williams-Jones et al., 2000).

## CONCLUSÕES

SM e SMN são dois corpos graníticos de quimismo similar que sofreram metassomatismo hidrotermal, sendo que no SM o metassomatismo levou a uma episienitização incipiente. Como indicadores desse processo observaram-se cristais de torita ((Th,U)SiO<sub>4</sub>), bastnaesita ((Ce,La)CO<sub>3</sub>F), e metassomatismo de K<sup>+</sup> / Na<sup>+</sup>. Esse evento hidrotermal foi acompanhado da formação de filões de fluorita com calcopirita, pirita, galena, malaquita, siderita e apatita no SM, sendo que no SMN são apenas encontrados filões de calcedônia.

O *Stock Mingu* é *sui generis* no Domínio Macururé em termos da área total de 22 km<sup>2</sup> ocupada pelas mineralizações filonianas hidrotermais de fluorita. As análises de IF nos cristais de fluorita, calcita e quartzo evidenciaram a presença de duas famílias de IF, uma de mais alta temperatura relacionada com processos tardios de alocação do granito e a outra estaria associada com a mistura deste fluido com fluidos meteóricos durante o processo metassomático-hidrotermal.

As análises geoquímicas dos granitos são

similares às de Fernandes et al., (2020), sendo ambos os *stocks* classificados como pertencentes à Suíte Serra do Catu. O SM possui uma sequência paragenética fortemente marcada pelo evento metassomático-hidrotermal, sendo dividida em três etapas, etapa I: formação dos minerais da rocha e minerais acessórios (plagioclásio, feldspato potássico, biotita, quartzo, apatita, bastnasita, torita, rutilo e titanita); etapa II: formação dos minerais dos filões (quartzo, fluorita, calcita, galena, pirita, calcopirita); etapa III: processos de oxidação (hematita, siderita, arcanita, malaquita).

A origem destas mineralizações de fluorita pode ser explicada pela combinação de dois fenômenos, abaixamento da temperatura e interação dos fluidos com as rochas encaixantes (metadolomitos da Unidade Batalha). O fluido mineralizador contendo HF ao reagir com a ferrotschermakita dos metadolomitos da Unidade Batalha, gerou cristais de fluorita, quartzo e hematita entre outros minerais, fenômeno que apenas se verifica no contato do *Stock Mingu* com a Unidade Batalha.

## REFERÊNCIAS

- BARRETO, D.S. **Mineralogia, geoquímica e fluidos mineralizantes das ocorrências filonianas hidrotermais de Pb e F de Sergipe**. Sergipe, 78 p, 2018. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Sergipe. 78 p, 2018.
- BRAZ FILHO, P.A.; LEAL, R.A.; MENDONÇA, J.A. **Projeto Codise: Pesquisa de cobre e fluorita do estado de Sergipe**. [Salvador]: CPRM. v.1. Relatório Final, 1984.
- BRITO NEVES, B.B. SILVA FILHO, A.F. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: Ensaio de Regionalização. **Geologia USP – Série Científica**, v. 19, n. 2, p. 3-28 p, 2019.
- BUENO, J. F.; OLIVEIRA, E. P.; MCNAUGHTON, N.; LAUX, J.H. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics. **Gondwana Research**, n. 15, v. 1), p. 86-97 p., 2009.
- CHAPPELL, B. & WHITE, J. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. In: B. Chappell, J. White (Eds.). **Transaction of Royal Society Edinburg: Earth Sciences: Geological Society of America**, v. 83, n. 1-2, p. 1-26, 1992.
- CONCEIÇÃO, H.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, J.A.; LISBOA, V.A.C.; PEREIRA, F.S.; TELES, D.S.; FERNANDES, D.M.; SOUSA, E.S.; CRUZ, J.W.S.; REZENDE, H.J.C.; OLIVEIRA, I.R.; SOUZA, J.M.D.; OLIVEIRA, I.L. Magmatismos no Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: estado do conhecimento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 27, João Pessoa. **Atas...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2017.
- CROCKER, I.T. Volcanogenic fluorite-hematite deposits and associated pyroclastic rock suite at Vergenoeg, Bushveld Complex. **EconGeol**, v. 80, p. 1181-1200, 1985.
- DAVISON, I. & SANTOS, R.A. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. **Precambrian Research**, v. 45, n. 4, p. 319-342, 1989.
- D'EL-REY SILVA, L.J.H. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 5, p. 453-470, 1999.
- DILL, H.G.; WEBER, B.; EIGLER, G.; KAUFHOLD, S. The fluorite deposits NE of Regensburg, SE Germany—A mineralogical and chemical comparison of unconformity-related fluorite vein-type deposits. **Chemie Der Erde - Geochemistry**, v. 72, n. 3, p. 261-278, 2012.
- FERNANDES, D.M.; LISBOA, V.A.C.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H. Petrologia e idade do *Stock* Fazenda Lagoas, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, NE-Brasil. **Geol. USP, Ser. Cient.** v. 20, n. 1, 3-60 p, 2020.
- FROST, B., BARNES, C., COLLINS, W., ARCULUS, R., ELLIS, D., FROST, C. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.
- IRVINE, T. N. BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, n. 5, p. 523-548, 1971.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255-1259, 2006.
- LACROIX, A. Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. **CR Acad. Sci.** v. 170, p. 685-690, 1920.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of American Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MENEZES FILHO, N.R.; SANTOS, R.A.; SOUZA, J.D. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional - Escala**

- 1:100.000 (Folha SC-24-Z-A-II Jeremoabo) Estado da Bahia.** Brasília: DNPM/CPRM. 1988.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, v. 37, n. 3-4, p. 215-224, 1994.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 38, n. 5, p. 757-775, 1974.
- OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; ARAÚJO, M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precamb. Res.* 181:64-84 p, 2010.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 8, n. 1, p. 63-81, 1976.
- PINHO NETO, M.A.; ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H. Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE Brasil. *Geologia USP-Série Científica*, v. 19, n. 2, p. 135-150, 2019.
- RICHARDSON, C.K. & HOLLAND, H.D. the solubility of fluorite in hydrothermal solutions - an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, p. 1313-1325, 1979.
- ROCHA, F.F. & BASTOS NETO, A.C. *Geologia e geoquímica (etr e inclusões fluidas) das mineralizações (F, Ba) da parte norte do distrito fluorítico de Santa Catarina, sul do Brasil.* Pesquisas, Porto Alegre, v. 26, n. 2, 3-19 p, 1999.
- SANTOS, R.A.; MARTINS, A.A.M.; NEVES, J.P.; LEAL, R.A. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe (Escala 1:250,000).* Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE. 1998.
- SANTOS, R.A.D.; MARTINS, A.A.; NEVES, J.P.D.; LEAL, R.A. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000.* Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE, 156 p, 2001.
- SILVA FILHO, M.A.; SANTANA, A.C.; SILVA, B.C.E.; ANDRADE FILHO, E.L.; SOUZA, G.T.M.; FIGUEROA, I.; BONFIM, L.F.C.; BRAZ FILHO, P.A.; SANTOS, R.A.; AZEVEDO, R.R.; LEAL, R.A. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento.* V. I. Salvador: DNPM, 443 p, 1977.
- SILVA FILHO, M.A.; SANTANA, A.C.; SILVA, B.C.E.; ANDRADE FILHO, E.L.; SOUZA, G.T.M.; FIGUEROA, I.; BONFIM, L.F.C.; BRAZ FILHO, P.A.; SANTOS, R.A.; AZEVEDO, R.R.; LEAL, R.A. *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento Alagoas, Sergipe e Bahia – Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris.* Salvador: DNPM, Seção Geologia Básica, 13, 131 p, 1979.
- SILVA FILHO, M.A. & TORRES, H.H.F. A new interpretation on the Sergipano Belt Domains. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 3, p. 556-557, 2002.
- SUIKKANEN, E. & RÂMÓ, O. T. Episyenites - Characteristics, Genetic Constraints, and Mineral Potential. *Mining, Metallurgy & Exploration*, v. 36, p. 861-878, 2019.
- WILLIAMS-JONES, A.E.; SAMSON, I.M.; OLIVO, G.R. The Genesis of Hydrothermal Fluorite-REE Deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, v. 95, n. 2, p. 327-341, 2000.

*Submetido em 13 de abril de 2023*

*Aceito para publicação em 29 de setembro de 2023*